

Geología sedimentaria y paleoambientes de la Formación Santa Rosita (Furongiano tardío-Tremadociano) en la región de Nazareno, Cordillera Oriental, provincia de Salta, Argentina

Susana Beatriz, ESTEBAN¹, María del Huerto, BENITEZ^{1,2} y M. Franco, TORTELLO³

Resumen: *GEOLOGÍA SEDIMENTARIA Y PALEOAMBIENTES DE LA FORMACIÓN SANTA ROSITA (FURONGLIANO TARDÍO-TREMADOCIANO) EN LA REGIÓN DE NAZARENO, CORDILLERA ORIENTAL, PROVINCIA DE SALTA, ARGENTINA.* El presente trabajo constituye un estudio sedimentológico de la Formación Santa Rosita (Furongiano tardío-Tremadociano) en la región de Nazareno, Cordillera Oriental, provincia de Salta. En esta localidad aflora una secuencia de 650 m de espesor asignable a la parte superior de la formación, consistente en un tramo inferior dominado por areniscas y un tramo superior mayormente pelítico. Se describen las facies sedimentarias representadas en el perfil (A: Lutitas negras masivas y/o laminadas; B: Limolitas verdosas a gris oscuras con delgados bancos arenosos intercalados; C: Fangolitas masivas y areniscas con ondulitas de flujo combinado interestratificadas; D: Areniscas con estratificación entrecruzada hummocky y fangolitas intercaladas; E: Areniscas amalgamadas con estructuras entrecruzadas hummocky superpuestas), las cuales caracterizan diferentes ambientes marinos abiertos dominados por la acción de tormentas. La sucesión evoluciona desde zonas de shoreface medio-inferior a un offshore distal. La parte superior del perfil documenta un evento transgresivo de amplia significación en el Tremadociano superior del noroeste argentino.

Abstract: *SEDIMENTOLOGY AND PALEOENVIRONMENT OF THE SANTA ROSITA FORMATION (LATE FURONGLIAN-TREMADOCIAN) IN THE NAZARENO AREA, CORDILLERA ORIENTAL, SALTA PROVINCE, ARGENTINA.* The sedimentology of the Santa Rosita Formation (late Furongian-Tremadocian) in the Nazareno area, Cordillera Oriental, Salta Province, is studied herein. In this locality, a 650m thick succession is assignable to the upper part of the formation, and consists of a lower part dominated by sandstones and an upper part characterized mainly by shales. The studied section includes several sedimentary facies (A: Laminated and massive black shale; B: Green and dark gray siltstones with intercalations of thin sandstone beds; C: Massive mudstone with intercalated combined-flow rippled sandstone; D: Interbedded hummocky cross-stratified sandstone and mudstone; E: Amalgamated sandstone with hummocky cross-stratification overlapping), which characterize different open marine environments dominated by storms. The succession evolves from lower middle shoreface to distal offshore zones. The upper part of the sequence documents a transgressive event of broad significance in the upper Tremadocian of northwestern Argentina.

Palabras clave: Formación Santa Rosita. Tremadociano. Facies sedimentarias. Paleoambiente. Nazareno. Cordillera Oriental. Argentina.

Key words: Santa Rosita Formation. Tremadocian. Sedimentary Facies. Paleoenvironment. Nazareno. Cordillera Oriental. Argentina.

1- INSUGEO, Universidad Nacional de Tucumán-CONICET, Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán, Argentina. susanabesteban@hotmail.com

2- Fundación Miguel Lillo, Sección de Invertebrados Fósiles, Instituto de Paleontología, Miguel Lillo 251, 4000 Tucumán. geohuertos@hotmail.com

3- CONICET-Universidad Nacional de La Plata, Museo de Ciencias Naturales, Paseo del Bosque s/nº, 1900 La Plata, Argentina. tortello@fcnym.unlp.edu.ar

Introducción

El Ordovícico Inferior del Noroeste de Argentina se encuentra bien representado en la Cuenca Andina Central (Astini, 2003) desarrollada sobre el margen occidental del Gondwana. Sus principales afloramientos pertenecen a la provincia geológica de Cordillera Oriental, en donde conforman potentes secuencias de plataformas siliciclásticas con una diversa fauna marina. Hacia el oeste del territorio argentino, en la región de Puna, estos depósitos se interdigitan con rocas volcánicas y volcanoclásticas del arco magmático de la llamada “Faja Eruptiva de la Puna Occidental” (Coira *et al.*, 1982).

En el Cámbrico superior de la Cordillera Oriental se han definido numerosas unidades litoestratigráficas; sin embargo, las más reconocidas son aquellas que corresponden al Grupo Santa Victoria (Turner, 1960), el cual comprende las formaciones Santa Rosita (Furongiano tardío-Tremadociano) y Acoite (Floiano).

La sedimentación del Grupo Santa Victoria se inició a fines del Cámbrico con posterioridad a una caída relativa del nivel del mar, que favoreció la incisión de valles fluvio-estuarinos en las cuarcitas subyacentes del Grupo Mesón (Cámbrico medio a superior) (Buatois y Mángano, 2003). La unidad basal del Grupo Santa Victoria, Formación Santa Rosita, es una de las unidades del Paleozoico inferior más ampliamente distribuidas en el Noroeste argentino (e.g., Harrington y Leanza, 1957; Turner, 1960; Moya, 1988, 2008; Astini, 2003, 2008; Buatois y Mángano, 2003, entre otros). Sus afloramientos cubren una extensa franja de la Cordillera Oriental y sus máximos espesores fueron registrados en el extremo norte, cerca del límite con Bolivia, donde alcanzan los 2300 m de espesor (Harrington & Harrington y Leanza, 1957). Originalmente descrita en la sierra de Santa Victoria (Turner, 1960, 1964), la Formación Santa Rosita fue objeto de numerosos estudios de índole paleontológica (Harrington, 1938; Harrington y Leanza, 1957; Benedetto, 2003; Tortello *et al.*, 2008 y referencias citadas allí), sedimentológica y de estratigrafía secuencial. Estos últimos han revelado una historia depositacional compleja, que involucra una amplia gama de ambientes sedimentarios que van desde fluvial, estuarino dominado por la acción de las mareas, hasta marinos abiertos con predominio de oleaje (Buatois y Mángano, 2003; Buatois *et al.*, 2006; véase también Harrington & Harrington y Leanza, 1957; Moya, 1988, 2008; Astini, 2003; Moya *et al.*, 2003). Esta variación ambiental permitió diferenciar varios miembros en la formación (Miembros Tilcara, Casa Colorada, Pico de Halcón, Alfarcito, Rupasca, Humacha) que están claramente representados en las regiones próximas a la quebrada de Humahuaca (Buatois y Mángano, 2003; Buatois *et al.*, 2006). No obstante, hacia la parte norte y este de la Cordillera Oriental, estos miembros pierden definición quedando sin efecto dicha división (Astini, 2008).

Con el objeto de contribuir a un mayor entendimiento de la evolución del sector septentrional de la cuenca eopaleozoica del norte argentino, se realizó un estudio sedimentológico de la Formación Santa Rosita en la región de Nazareno, sobre el flanco oriental de la Sierra de Santa Victoria, provincia de Salta. A continuación se describen con detalle las facies de la parte superior de la formación y se discuten los diferentes paleoambientes sedimentarios representados en este sector de la unidad.

Ubicación del área estudiada y marco geológico

El área estudiada se encuentra ubicada en la región de Nazareno (departamento Santa Victoria, provincia de Salta), 30 km al sudoeste de la localidad de Santa Victoria (Figura 1). Al

igual que en otras regiones de la Cordillera Oriental, los afloramientos del Paleozoico inferior de Nazareno se disponen en fajas largas y angostas, orientadas de norte a sur y generalmente con inclinación hacia el este (Vilela, 1960), producto de la tectónica que afectó al Noroeste argentino.

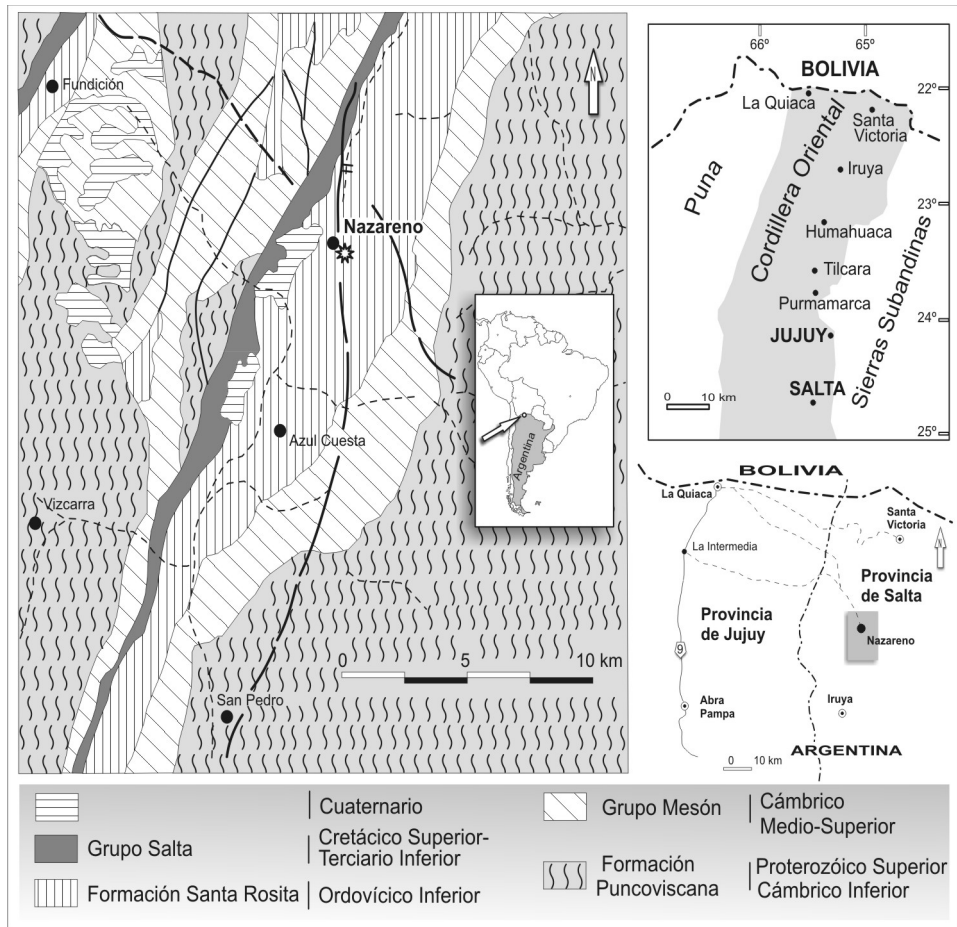


Figura 1 - Mapa de ubicación de la zona estudiada/ Figure 1- Location map of the study zone

Las rocas más antiguas de esta localidad corresponden a pizarras y grauvacas de la Formación Puncoviscana (Proterozoico superior-Cámbrico inferior) que representan al basamento de la Cordillera Oriental. Sobre estas rocas y en discontinuidad se apoya una potente secuencia predominantemente cuarcítica del Cámbrico correspondiente al Grupo Mesón. Sobre las “ortocuarcitas” rosadas del Grupo Mesón se disponen los depósitos siliciclásticos de la Formación Santa Rosita. Si bien el contacto entre el Grupo Mesón y la Formación Santa Rosita ha sido interpretado de diferentes maneras [como una discordancia producto de la Orogenia Irúyica (Turner, 1960; Turner y Méndez, 1975; Moya, 1988); una discontinuidad debida a la caída relativa del nivel del mar (Moya, 1998; Buatois *et al.*, 2000; Buatois y Mángano, 2003); o bien una depositación continua (Ruiz Huidobro, 1975; Fernández *et al.*, 1982)], en Nazareno el contacto entre ambas unidades no ha llegado a ser observado. No obstante, en un trabajo reciente Giuliano *et al.* (2013) reconocen una discontinuidad entre las cuarcitas del Grupo Mesón

y la Formación Santa Rosita para las secciones de río Capillas y quebrada Grande, ubicadas algo más al norte de nuestra zona de estudio. La columna estratigráfica de la región de Nazareno culmina con depósitos continentales del Grupo Salta (Cretácico Superior-Paleógeno) y sedimentos aluviales del Cuaternario.

Los afloramientos ordovícicos de la región de Nazareno han sido escasamente estudiados. Las primeras menciones corresponden a Harrington y Leanza (1957), quienes citaron la presencia de trilobites tremadocianos en lutitas negras y grises del río Nazareno; y a Vilela (1960), quien describió una secuencia nerítica del Tremadociano inferior a partir de material paleontológico coleccionado por Figueroa Caprini (1955) en áreas vecinas. Años después, Manca *et al.* (1995) citaron una importante asociación faunística en niveles de la Formación Santa Rosita aflorantes inmediatamente al este del poblado de Nazareno, los cuales motivan el presente estudio. Dicha asociación, integrada por trilobites, braquiópodos, gastrópodos, equinodermos, ostrácodos, conodontes y acritarcos, permitió ampliar la edad de los afloramientos de Nazareno al Tremadociano tardío. Los trilobites tremadocianos de esta sección fueron estudiados recientemente por Tortello y Esteban (2014). Nótese que aunque la Formación Santa Rosita abarca el lapso Furongiano tardío-Tremadociano, en la región de Nazareno solo se registran los depósitos ordovícicos.

Por su parte, Giuliano *et al.* (2013) estudiaron asociaciones de conodontes y graptolitos de los perfiles de río Capillas y quebrada Grande y refirieron parte de ambas secciones a las zonas de *Paltodus deltifer* y *Bryograptus kjerulfi*.

Estratigrafía y análisis de facies sedimentarias

En la sección estratigráfica estudiada (“sección Nazareno”, Figuras 2 y 3 A-B), la Formación Santa Rosita exhibe un espesor aproximado de 650 m. Aunque la base de la sucesión es desconocida, el perfil descrito comienza en los niveles que afloran en el cauce del río Nazareno. La unidad consiste principalmente en lutitas, fangolitas y areniscas que alternan entre sí y algunos niveles tabulares o lenticulares calcáreos. La misma se inicia con 278 m de areniscas muy finas a finas y ocasionalmente medianas, de colores claros, que se intercalan con niveles de pelitas gris verdosas a negras (Figuras 2 y 3 C). Hacia la parte superior de la sección los depósitos se vuelven mayormente pelíticos (Figuras 2 y 3 D) y los niveles arenosos quedan restringidos a delgadas capas que muestran una gran continuidad lateral. En este tramo se recuperó una variada fauna de trilobites (Tortello y Esteban, 2014) y acritarcos (Vergel *et al.*, 2013), además de otros organismos fósiles. Como puede observarse en el perfil estratigráfico de la figura 2, los niveles fosilíferos en el tramo superior son abundantes, especialmente en cuanto a las faunas de trilobites, mientras que en las facies arenosas del tramo inferior los fósiles son muy escasos.

La descripción de las facies sedimentarias de la sección Nazareno se llevó a cabo teniendo en cuenta los aspectos litológicos, geometría de los cuerpos, estructuras primarias y contenido fósil. Para el caso de las facies de grano fino (pelitas), especialmente para las del tramo superior, también se tuvo en cuenta su coloración, dado que se puede observar un cambio de tonalidad muy marcado entre ellas.

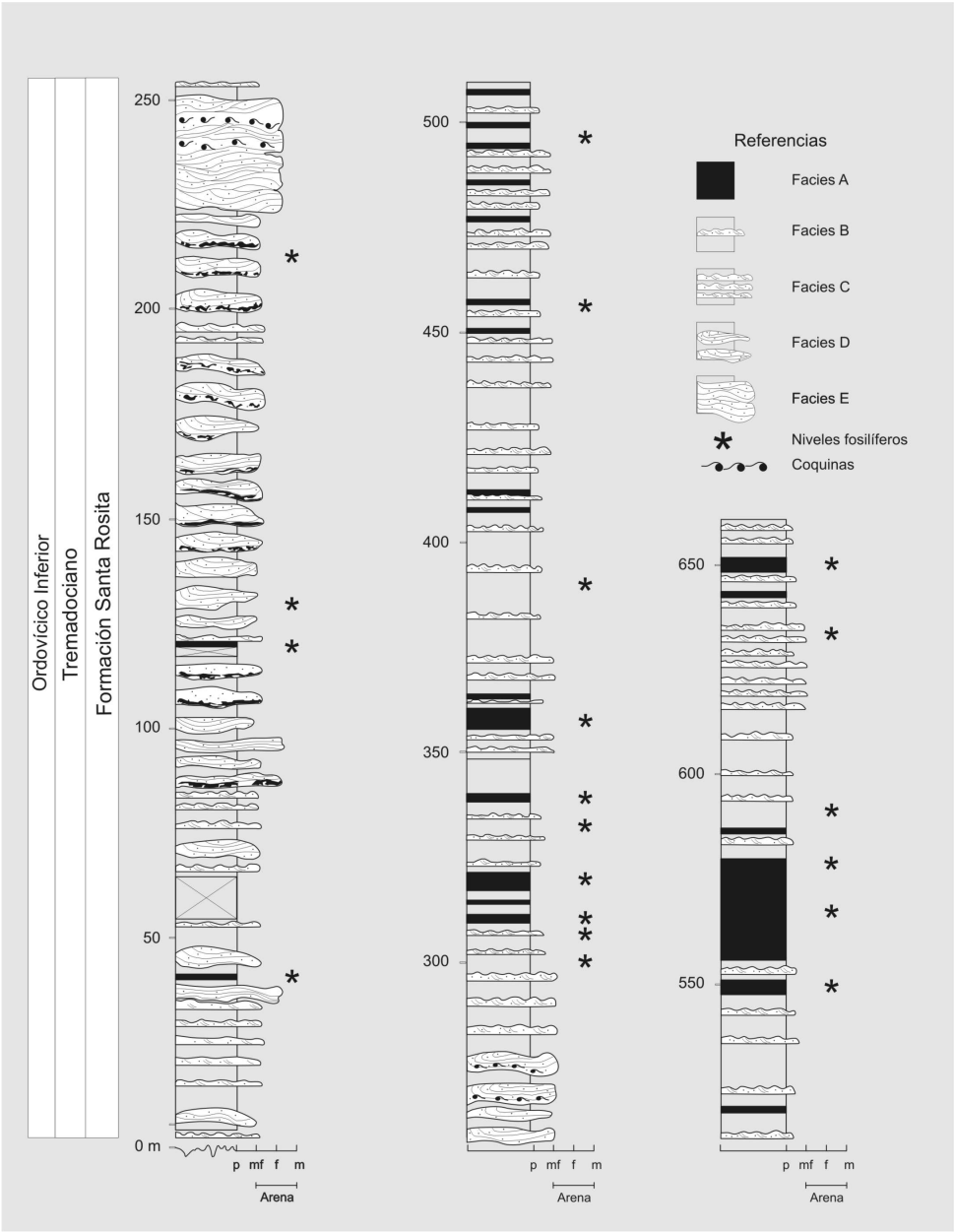


Figura 2 - Perfil estratigráfico de la Formación Santa Rosita en la región de Nazareno, provincia de Salta. / **Figure 2**- Stratigraphic section of Santa Rosita Formation at Nazareno area, Salta province.

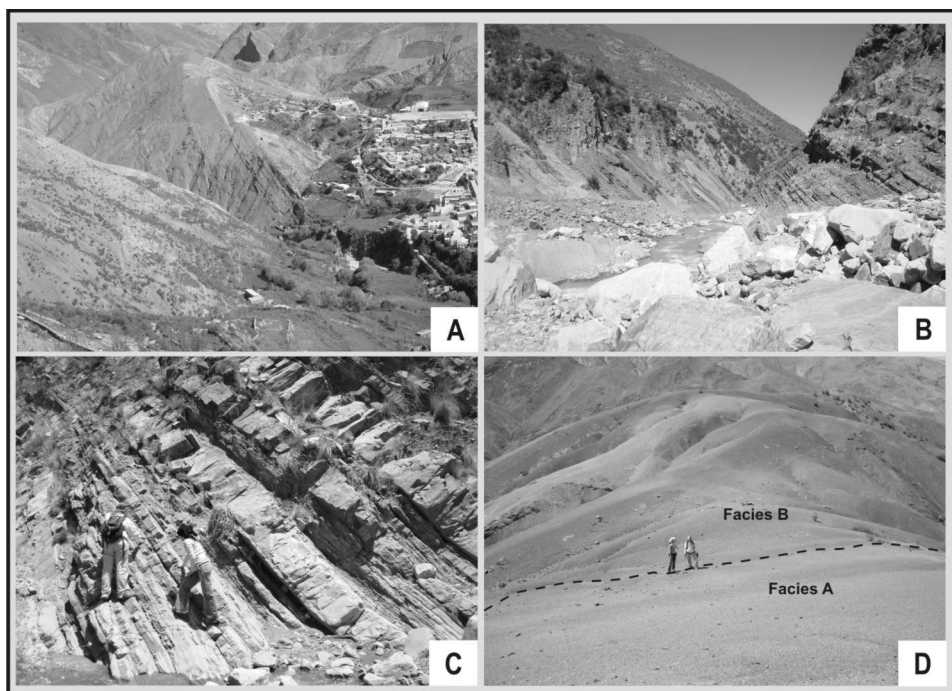


Figura 3— Fotografías de campo de la sección de Nazareno. **A:** vista de la sección estudiada, ubicada inmediatamente al E de la localidad de Nazareno. **B:** vista del perfil de Nazareno sobre el río homónimo. **C:** tramo inferior arenoso de la secuencia. **D:** tramo superior pelítico donde pueden observarse los depósitos pelíticos negros (Facies A) y verdes (Facies B). / **Figure 3** - Field pictures of Nazareno section. **A:** View of the studied section, at the east of Nazareno town. **B:** Stratigraphic section view over the homonymous river. **C:** Lower sandy part of the sequence, **D:** Upper shaly part of the sequence distinguish black shales (Facies A) and green siltstones (Facies B).

Facies A: Lutitas negras finamente laminadas

Esta facies consiste en lutitas negras finamente laminadas. Éstas se encuentran mejor representadas en el tramo superior del perfil, en donde pasan a facies finas verdosas de grano ligeramente más grueso (limolitas) correspondientes a la Facies B (Figura 4A). Las lutitas constituyen normalmente paquetes de 1 a 5 m de espesor, aunque se ha podido observar uno de hasta 25 m de potencia. Estos depósitos son lateralmente continuos y presentan bases netas. Las lutitas masivas presentan en afloramiento cierto grado de fisilidad, que les confiere una partición laminar. Microscópicamente los minerales planares (arcillas y micas) muestran una orientación preferencial, paralela a la estratificación, dando lugar al desarrollo de una fábrica compactada característica. En otros casos esta facies presenta una laminación bien marcada (Figura 4E), aunque a veces la misma puede estar interrumpida por microbioturbación. En cortes delgados también se observan pelets fecales y fragmentos orgánicos correspondientes mayormente a braquiópodos y trilobites (Figura 4F).

En general la Facies A no exhibe rasgos sedimentológicos distintivos excepto por la presencia, en algunos niveles, de nódulos silíceos o lentes carbonáticas. Los nódulos son de color gris oscuro, de composición predominantemente silícea y de forma ovalada (Figura 4C),

aunque a veces pueden mostrar un diseño más esferoidal. El tamaño máximo que alcanzan estos cuerpos no supera los 60 cm de longitud sobre su eje mayor, y en la mayoría de los casos dicho eje se dispone paralelo a la estratificación. Internamente son masivos y no muestran restos orgánicos en su interior. En cuanto a los lentes carbonáticos, los mismos presentan externamente una coloración amarronada, que permite su fácil identificación dentro de esta facies de coloración oscura. Su longitud máxima es de 80 cm y su espesor por lo general es inferior a los 10 cm. Internamente son de color gris y contienen abundantes fragmentos de nautiloideos, trilobites y braquiópodos.

La Facies A es muy rica desde el punto de vista paleontológico, dado que en ella se han identificado numerosos niveles fosilíferos, portadores de una variada y bien preservada fauna de trilobites (Figura 2; véase Tortello y Esteban, 2014, figura 2). Se coleccionaron más de 1000 ejemplares en diferentes niveles del tramo superior, reconociéndose shumárdidos, olénidos, nileidos, kainélidos, plioméridos, asáfidos, ceratopígidos, orometópidos y metagnóstidos (Tortello y Esteban, 2014). Esta asociación faunística ha sido en parte asignada a la Zona de *Notopeltis orthometopa* (Harrington y Leanza, 1957) del Tremadociano superior.

El análisis de esta facies indica un origen depositacional ligado fundamentalmente a procesos de decantación pelítica, en un ambiente de condiciones energéticas en general restringidas. La fina laminación en algunos tramos de la Facies A permite inferir la alternancia de momentos de decantación pura con posibles corrientes de fondo suaves que dieron origen a la depositación de las láminas claras, limosas, ricas en cuarzo. La preservación de la fábrica original del depósito y de la fina laminación fue posible gracias a la escasa perturbación que han sufrido los sedimentos de esta facies. Solo una leve microbioturbación ha podido ser documentada en algunos niveles de la Facies A.

Ante la ausencia de niveles con estructuras de tipo oscilatoria, se interpreta a los sedimentos finos de la Facies A como depósitos de un ambiente de plataforma, por debajo de la base de olas de tormenta. Dentro de este esquema, los lentes bioclásticos presentes en algunos sectores de la Facies A podrían haberse originado bajo la acción de flujos distales de tormentas que llegaban a este sector de la plataforma y depositaban el material transportado (Kidwell *et al.*, 1986; Fürsich y Oschmann, 1993; Lazo, 2006). En cuanto a los nódulos silíceos, los mismos podrían tener una formación postdepositacional o diagenética (Collison y Thompson, 1989).

Facies B: Limolitas verdosas a gris oscuras con delgados bancos arenosos intercalados

Esta facies está caracterizada por limolitas verdosas a gris oscuras, masivas o a veces laminadas, con escasos bancos arenosos intercalados. Se encuentra bien representada en el tramo superior del perfil asociada a la facies de lutitas negras (Facies A) (Figura 2). Las limolitas conforman paquetes de espesores variables (2 a 30 m), continuos a nivel de afloramiento, con bases netas. Los bancos arenosos, esporádicamente intercalados, son delgados (menor a 3 cm de espesor), tabulares, con bases y techos planos y constituidos por areniscas y areniscas carbonáticas muy finas gris a gris verdosas (Figura 4B). Internamente son masivos y/o laminados, mostrando una laminación paralela muy marcada. Las limolitas muestran a veces un bandeo representado por capas claras, de mayor espesor, de colores gris o verde y capas oscuras (negras) más delgadas. Dentro de la Facies B se observan sectores con deformación que hacen recordar a “estructuras *slump*”. Los niveles deformados presentan espesores inferiores a los 30 cm y están limitados en techo y base por capas con marcada horizontalidad (Collison y Thomp)

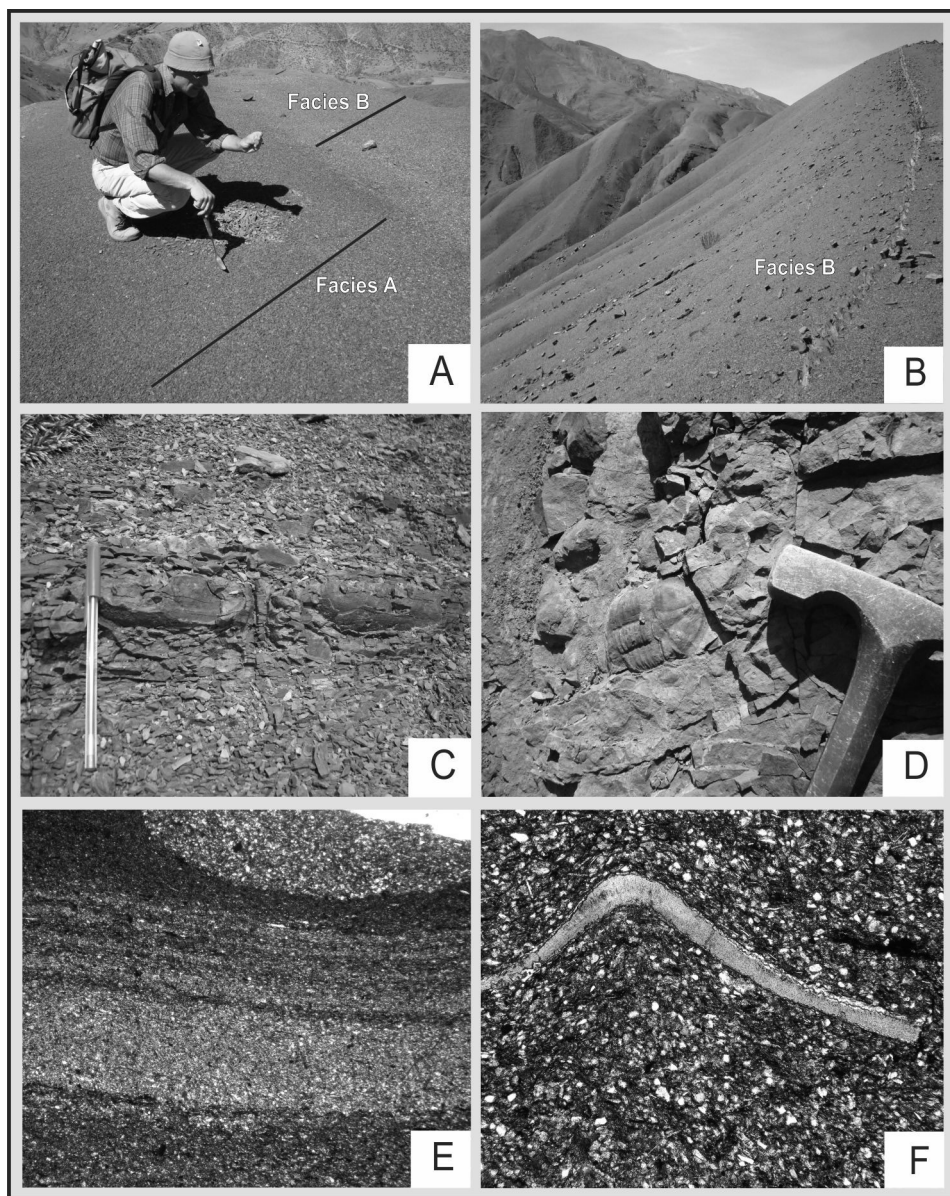


Figura 4 – Asociación de facies marinas más profundas. **A:** pasaje neto de las lutitas negras de la Facies A hacia depósitos limosos verdes de la Facies B. **B:** vista general de la Facies B, donde puede observarse una capa arenosa delgada, lateralmente continua. **C:** Nódulos silíceos presentes en algunos niveles de las Facies A. **D:** fragmento de trilobite hallado en las pelitas verdosas de la Facies B, correspondiente al pigidio y parte del tórax. **E:** microfotografía de las lutitas negras laminadas de la Facies A. X4. Nícoles cruzados. **F:** microfotografía de un fragmento de trilobite dentro de una matriz fangosa. X5. Nícoles cruzados. / **Figure 4** - Deep marine facies **A:** Net passage of black shales of the facies A to greenish silty levels of facies B. **B:** Overview of facies B, distinguish a thin sand layer laterally continuous, **C:** Siliceous nodules present in some levels facies A, **D:** Fragment of thorax and pygidium of trilobite found in the greenish shales of facies B, **E:** Photomicrograph of laminated black shale of facies A. X4, cross nichols. **F:** Photomicrograph of fragment of trilobite in muddy matrix: X5, cross nichols.

son, 1989). Lentes oscuros carbonáticos correspondientes a concentraciones bioclásticas, de hasta 1 m de longitud y 4 a 8 cm de espesor, se encuentran dentro de las pelitas verdes al igual que los observados en la Facies A.

La Facies B es portadora, tanto en los niveles pelíticos como en los bancos arenosos, de fragmentos de trilobites, a los cuales se asocian braquiópodos y gasterópodos de distintos tamaños (Figura 4D).

Esta facies registra mayormente sedimentos limosos de caída por suspensión en un ambiente de baja energía, con raros y puntuales niveles arenosos delgados con materiales provenientes de sectores más someros de la plataforma. La ausencia en los bancos arenosos de estructuras oscilatorias indica una deposición por debajo del nivel de olas de tormenta, mientras que la presencia en los mismos de una estructura interna masiva y/o laminada hacen recordar a la secuencia de Bouma. En dicha secuencia, los intervalos A y B corresponden a tramos masivos y laminados asimilables a los observados en estas capas. Desde este punto de vista los niveles arenosos de la Facies B podrían corresponder a depósitos turbidíticos en las cuales solo están presentes los intervalos inferiores de la secuencia de Bouma ("turbiditas decapitadas por el techo"). Dichos depósitos podrían haberse generado por mecanismos no puramente gravitacionales, sino también por una licuefacción de arenas en el *shoreface* durante las tormentas ("storm-generated turbidites" de Hamblin y Walker, 1979).

Facies C: Fangolitas masivas y areniscas con ondulitas de flujo combinado interestratificadas

La Facies C está presente a lo largo de todo el perfil estudiado, aunque su desarrollo es más notable hacia el tramo superior, en donde suele asociarse a las facies A y B (Figura 2). Normalmente puede observarse en este tramo, diversos paquetes que muestran el pasaje continuo hacia arriba, desde la Facies A hasta la Facies C. Dichos paquetes, con un espesor entre 1,5 m y más de 10 m, podrían corresponder a ciclos de menor jerarquía dentro de la secuencia, donde se muestra una clara tendencia vertical granocreciente, desde lutitas hasta areniscas.

La Facies C está representada por secuencias heterolíticas, de 5 a 25 m de espesor, representadas por niveles de pelitas gris verdosas a gris oscuras que intercalan regularmente con bancos arenosos mucho más potentes y abundantes que los de la Facies B (Figura 5A). Estas secuencias muestran generalmente una disposición estratocreciente hacia el techo.

Las pelitas son normalmente masivas y a veces están deformadas y muy fragmentadas. Las areniscas son de grano muy fino y constituyen bancos tabulares continuos a discontinuos, con bases netas erosivas y techos ondulados (Figura 5A). Sus espesores varían de 3 a 6 cm, aunque se han llegado a medir bancos más potentes. Internamente las areniscas muestran diferentes estructuras, siendo posible observar capas masivas, laminadas paralela o bien, laminadas paralela en la base y entrecruzada de *ripple* de flujo combinado en el techo. A veces estas capas presentan una estratificación entrecruzada *hummocky* a pequeña escala (*microhummocky*) (Figura 5B) y cuando sus techos están expuestos, muestran trenes de ondulitas de crestas rectas que corresponden a *ripples* de oscilación simétricos a casi simétricos. Las ondulitas tienen una amplitud generalmente inferior a los 3 cm y longitudes de onda que varían entre 10 y 40 cm. En ocasiones se observa una laminación ondulosa acompañando a las ondulitas del techo. En la base se han documentado calcos de carga y "*gutter casts*".

Esta facies muestra una bioturbación que afecta, a veces marcadamente, a los topes de

las capas arenosas en donde se pueden reconocer abundantes tubos de *Skolithos*.

La Facies C registra la caída de sedimento en suspensión que alterna con depósitos de evento, representados por las capas arenosas con base erosiva interestratificadas. La presencia de estratificación entrecruzada *microhummocky*, laminación entrecruzada de *ripple* de flujo combinado y *ripples* simétricos a casi simétricos permite inferir una depositación desde flujos de tormenta para los depósitos arenosos (Hamblin y Walker, 1979; Brenchley, 1985; Myrow y Southard, 1991). La granulometría y el espesor delgado de estas capas, así como la presencia interna de *microhummocky*, indican que las mismas corresponden a tempestitas distales (Aigner y Reineck, 1982; Brenchley *et al.*, 1986). Las ondulitas simétricas a casi simétricas en los topes de las capas manifiestan el retrabajo por parte de las olas durante el decrecimiento de la tormenta, mientras que los *gutter casts* de sus bases indican el efecto erosivo de los flujos de tormenta sobre el sustrato fangoso (Brenchley, 1989).

En esta facies las trazas fósiles están restringidas a los eventos de tormenta y representan una fauna oportunista que produce la bioturbación de las capas arenosas. Según Buatois *et al.* (2002), la icnofacies de *Skolithos* caracteriza a los ambientes marinos más cercanos a la costa, con alta energía y dominio de procesos físicos, mientras que en sectores más alejados la misma representa una asociación post-evento que coloniza con posterioridad a la tormenta.

La Facies C registra la alternancia de una caída de sedimentos en suspensión y de depósitos de tormentas, inmediatamente por encima de la base de olas de tormenta en un ambiente de *offshore*.

Facies D: Areniscas con estratificación entrecruzada *hummocky* y fangolitas intercaladas

La Facies D está representada en el tramo inferior de la sección de Nazareno. Esta facies está caracterizada por paquetes predominantemente arenosos con pequeños intervalos pelíticos intercalados (Figura 5C), que pueden alcanzar varios metros de potencia. Las capas arenosas corresponden a areniscas grisáceas, de grano fino a mediano, a veces cuarcíticas, que varían de espesor lateralmente. En general las capas no exceden los 60 cm de espesor, aunque se han reconocido algunas de 1 m de potencia. Las mismas presentan sus bases erosivas, planas a suavemente onduladas, y en sus techos se observan ondulitas simétricas a casi simétricas. En las capas arenosas se intercalan niveles pelíticos, constituidos por limolitas y pelitas verdes a grises y ocasionalmente de coloración oscura, que no superan los 20 cm de espesor.

Internamente los bancos arenosos pueden ser masivos, laminados y con estratificación entrecruzada *hummocky* (Figura 5D), o bien presentan laminación paralela en la base y entrecruzada hacia el techo. No obstante algunos niveles exhiben una laminación ondulosa y a veces una estratificación entrecruzada tangencial.

En el techo de las capas arenosas se han llegado a observar algunos trenes de onda, los cuales muestran un diseño de crestas sinuosas que pasan a crestas rectas, aunque las ondulitas o *ripples* de interferencia son dominantes (Figura 5F). Aquí también las capas arenosas están bioturbadas en sus techos, lo que ocasiona la destrucción parcial de las ondulitas de oscilación. Sus bases presentan comúnmente *gutter casts* y, localmente, pequeñas marcas de objetos (*tool marks*). La laminación convoluta, aunque está presente en esta facies, es relativamente rara.

Las capas con *hummocky* suelen presentar depósitos bioclásticos en la parte inferior del estrato, representados por lentes y capas de colores rojizos y amarronados que contienen fragmentos de trilobites y braquiópodos. El espesor de estos depósitos no supera los 10 cm en

ninguno de los casos y la longitud máxima, en el caso de los lentes, es de 40 cm.

La Facies D es portadora de escasos niveles fosilíferos con regular estado de conservación.

Esta facies registra sedimentos de caída en aguas quietas y flujos oscilatorios puros y combinados (Brenchley, 1989). Las estructuras sedimentarias y la relación arenisca/fangolita (10:1) sugieren una génesis consistente en flujos oscilatorios moderadamente fuertes, que generaron depósitos entre las capas arenosas delgadas y lateralmente persistentes de las Facies C y los sedimentos con estratificación entrecruzada *hummocky* amalgamados de la Facies E.

La estratificación entrecruzada *hummocky* claramente indica un origen de tormenta para el material arenoso (Harms *et al.*, 1975; Dott y Burgeois, 1982; Duke, 1985). La asociación de *gutter casts* con tempestitas sugiere procesos erosivos generados por flujos de tormenta sobre la plataforma.

La laminación entrecruzada y las ondulitas oscilatorias que cubren la zona de *hummocky* indican un retrabajo temporario del sedimento del fondo marino, generado por las olas durante el desvanecimiento de las tormentas (Duke *et al.*, 1990; Piethé y Palma, 2008). En tanto que las ondulitas de interferencia en los topes de algunas capas arenosas son consistentes con un patrón de distribución mayormente bidireccional para las ondulitas oscilatorias.

La Facies D, por lo tanto, puede interpretarse como depositada en una zona de transición al *offshore*.

Facies E: Areniscas amalgamadas

La Facies E está exclusivamente representada hacia el tope del tramo arenoso del perfil de Nazareno. Esta facies comprende bancos de areniscas finas a medianas, gris blanquecinas, con estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS). Las capas individuales generalmente se adelgazan, pero los paquetes arenosos son persistentes lateralmente (Figura 5F).

Las capas arenosas, comúnmente amalgamadas, se caracterizan por la presencia de sets de láminas de *hummocky* superpuestos, los cuales están separados por superficies erosivas de amplia longitud de onda (Figura 5F). Niveles pelíticos delgados, inferiores a los 2 cm de espesor, están presentes ocasionalmente entre algunas capas con HCS. En la base de las areniscas pueden hallarse estructuras de deformación por carga, a veces de gran tamaño. Asimismo se observan niveles de coquinas, de hasta 20 cm de espesor, en la base de las capas o bien en su interior.

Las capas amalgamadas gruesas con estratificación entrecruzada *hummocky* corresponden a tempestitas proximales y representan los depósitos de una zona de alta energía, en donde habrían actuado importantes flujos oscilatorios producto de las tormentas (Aigner y Reineck, 1982; Brenchley *et al.*, 1986). Las capas amalgamadas de la Facies E se formaron a partir de eventos reiterados de tormenta y de la remoción del fango acumulado entre los bancos arenosos en los momentos de buen tiempo (o períodos de intertormenta) por la erosión de las olas. Sólo en pocos casos se preservó el material pelítico, constituyendo capas muy delgadas, inferiores a los 2 cm de espesor.

Las areniscas amalgamadas con estratificación entrecruzada *hummocky* fueron consideradas por Brenchley *et al.* (1993) como típicas de un ambiente de *shoreface* inferior a medio.

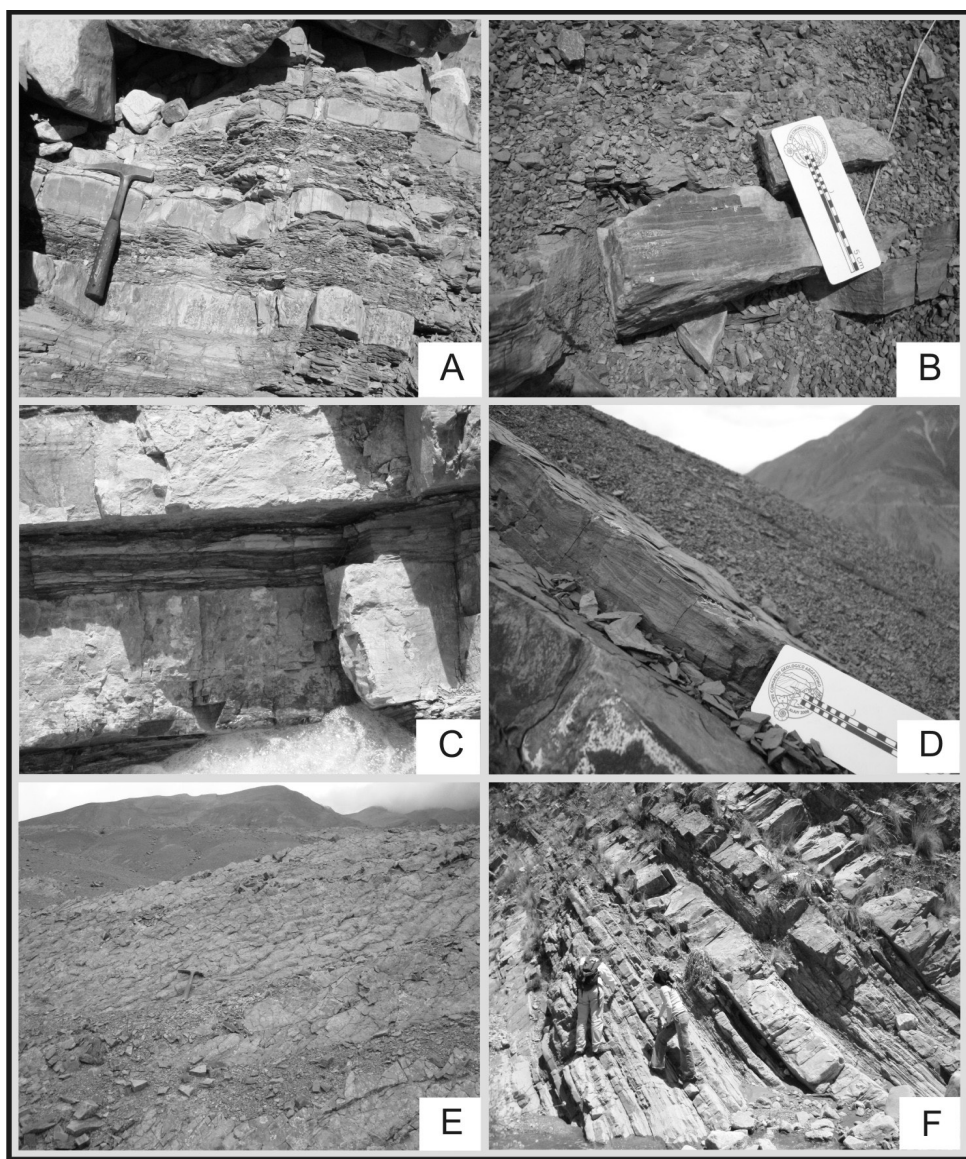


Figura 5 – Asociación de facies marinas más someras. **A:** Facies C, vista general de la secuencia heterolítica representada por fangolitas masivas con bancos de areniscas interestratificados correspondientes a la zona de transición entre *offshore* y *shoreface*. **B:** Facies C, capa de arenisca con estratificación entrecruzada *microhummocky*. **C:** Facies D, estratos arenosos con un delgado nivel pelítico intercalado correspondientes a la zona de transición al *offshore*. Véase la laminación marcada de los sedimentos finos. **D:** Facies D, banco arenoso con estratificación entrecruzada *hummocky* característica de esta facies. **E:** Facies D, techo de una capa arenosa donde se registra un plano con las ondulitas de interferencia. **F:** Facies E, niveles arenosos amalgamados, correspondientes a la zona de *shoreface* inferior-medio. / **Figure 5** – *Shallow marine facies* **A:** Facies C, general view of the heterolithic sequence composed by massive mudstones and interbedded sandstones assigned to the offshore transition. **B:** Facies C, *microhummocky* cross stratification in sandstone layer. **C:** Facies D, sandstones layers with thin shale level interbedded assigned to the offshore transition. Note the marked lamination of fine sediments. **D:** Facies D, sandstone layer showing *hummocky* cross stratification. **E:** Facies D interference ripples in the top of a sandstone layer. **F:** Facies F, amalgamated sandstones beds assigned to the upper-middle shoreface.

Modelo depositacional

La secuencia tremadociana de la región de Nazareno tipifica una sedimentación de ambiente marino abierto dominado por oleaje. La sucesión exhibe una marcada variación vertical en la asociación de facies que evidencia una transgresión hacia el tope de la sección. Un pico regresivo puede ser señalado en la parte superior del tramo arenoso, en donde se documentan bancos amalgamados.

Las porciones más distales de este ambiente marino corresponden a una zona con acumulación continua de fangos a partir de procesos de decantación pura (Facies A) y de fangos con escasas intercalaciones de capas arenosas delgadas interpretadas como depósitos de turbiditas inducidas por tormentas (Facies B). La ausencia de estructuras producidas por flujos oscilatorios en las capas arenosas, estaría indicando que las facies A y B se habrían depositado por debajo del nivel de base de olas de tormenta en la plataforma.

Las facies restantes de la sección de Nazareno (Facies C, D y E) muestran en distinta proporción una alternancia de depósitos fangosos y arenosos, en donde han actuado procesos de decantación a partir de material en suspensión y de tracción del material más grueso sobre el fondo marino.

Con frecuencia, el sustrato fangoso acumulado durante el periodo de buen tiempo fue afectado por flujos de tormenta que produjeron la acumulación de 1) niveles arenosos delgados como los observados en la Facies C y que corresponden a tempestitas distales o bien 2) bancos más potentes de areniscas como los de las facies D y E que se depositaron en sectores más proximales, en donde hay un incremento en la energía depositacional de los flujos tractivos. En forma consecuente aumenta la relación arenisca/pelita y la escala de las estructuras mecánicas.

El intervalo inferior del perfil de Nazareno, donde predominan los depósitos arenosos, corresponde a un ambiente de transición al *offshore* (Facies C y D) que pasa al *shoreface* inferior a medio hacia el tope de este intervalo, donde se encuentran los niveles arenosos amalgamados de la Facies E. Por su parte, el tramo superior de la secuencia, mayormente pelítico, representa la zona de *offshore* donde se pueden diferenciar depósitos del *offshore* proximal (Facies B) de aquellos del *offshore* distal (Facies A).

En la génesis de las facies predominantemente arenosas predominaron los procesos físicos (o tractivos) en un ambiente de alta energía, mientras que las facies pelíticas registran una disminución importante en la energía del medio sedimentario. Las estructuras depositacionales observadas en los niveles arenosos de las facies C a E son producidas por la acción del oleaje, durante los eventos de tormenta. La estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS), estructura típica de estos depósitos, se observa tanto a pequeña escala (*microhummocky* de la Facies C) como a una escala mayor (*hummocky* de las Facies D y E).

Los depósitos fangosos masivos o con desarrollo de fina laminación de las Facies A y B representan la sedimentación de fondo (“*background*”). Se considera que la diferencia de color que puede observarse entre estos sedimentos estaría relacionada con el grado de oxigenación en la interfase agua-sedimento. Las lutitas negras de la Facies A indicarían valores más bajos de oxígeno con respecto a los depósitos finos verdosos de la Facies B. Siguiendo el esquema de biofacies relacionadas con el oxígeno de Bottjer y Savrda (1993), la Facies A podría corresponder en parte a la “Biofacies exaeróbica” de dichos autores, la cual se caracteriza por presentar *in situ* restos de organismos epibentónicos en sedimentos finos laminados. No obstante, el gradiente de oxígeno en el fondo marino debe haber variado durante la depositación de las lutitas negras de la Facies A, llegando a niveles más disaeróbicos (Bottjer y Savrda, 1993).

En cuanto a los sedimentos finos verdosos de la Facies B, los mismos corresponderían

a niveles aún más oxigenados que estarían relacionados a un cambio en la paleooxigenación de la cuenca y al ingreso de los flujos esporádicos que penetraron en la plataforma acumulando las capas arenosas masivas y/o laminadas intercaladas en esta facies. Dichos flujos episódicos suelen describirse en la literatura como “corrientes de turbidez generadas por tormentas” y son los responsables de transportar los sedimentos arenosos a sectores más externos de las plataformas (Hamblin y Walker, 1979; Walker *et al.*, 1983; Walker, 1983, 1985; entre otros). Según Hamblin y Walker (1979), las corrientes de turbidez se generarían por licuefacción de arenas en el “*shoreface*” durante la acción de tormentas (“*storm-generated turbidites*”).

En la secuencia de Nazareno, los restos de organismos bentónicos son particularmente abundantes en los sedimentos más profundos (Facies A y B). Como puede observarse en el perfil estratigráfico de la figura 2, los niveles fosilíferos se encuentran casi exclusivamente ubicados en el tramo superior pelítico. Estos niveles contienen una diversa y abundante fauna de trilobites correspondientes a shumárdidos, olénidos, nileidos, kainélidos, plioméridos, asáfidos, ceratopígidos, orometópidos y metagnóstidos (véase Tortello y Esteban, 2014), que proliferaron en el ambiente representado por la Facies A, en asociación a otros invertebrados bentónicos (braquiópodos, gastrópodos, bivalvos, equinodermos, ostrácodos) (Manca *et al.*, 1995; Benedetto, 2007).

Las trazas fósiles están prácticamente ausentes en los depósitos pelíticos más profundos de la plataforma. No obstante, en los techos de las capas arenosas de la Facies C se registra una icnofauna de *Skolithos*, la cual se interpreta como una asociación post-evento que colonizó el sustrato con posterioridad a la acción de las tormentas.

Los materiales esqueléticos alóctonos que constituyen lentes y capas en los depósitos arenosos de las Facies D y E se deben a la presencia de corrientes tractivas de mayor envergadura en el medio sedimentario, las cuales generaron la erosión del sustrato y el transporte y acumulación de dicho material.

La evolución de la sucesión aquí descripta, desde ambientes de *shoreface*-transición al *offshore* a ambientes más profundos del *offshore*, con la acumulación de depósitos predominantemente pelíticos, representa un evento transgresivo para el Tremadociano superior. Dicha transgresión podría estar vinculada con la máxima inundación ordovícica mencionada por Moya (1999) para el margen de la Plataforma Chaqueña, y con la transgresión mayor de edad tremadociana tardía temprana citada por Buatois *et al.* (2006) para el ámbito de la quebrada de Humahuaca.

Agradecimientos

Se agradece la inestimable colaboración de Eric Gómez, Josefina Carlososi y Sonia Di Cunzolo en las tareas de campo y a Daniel Ruiz Holgado su importante trabajo en la elaboración de la parte gráfica. Hacen también expreso reconocimiento a los Dres. María Cristina Moya y Luis Spalletti, por las valiosas sugerencias efectuadas al revisar la versión original del trabajo. Esta investigación fue financiada por el Instituto Superior de Correlación Geológica (CONICET-UNT), la Universidad Nacional de Tucumán (Proyecto CIUNT 26G-401_3), el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (PIP 0166) y la Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

Referencias

- Aigner, T. y Reineck, H.E. 1982. Proximal trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana maritime*, 14: 183-215.
- Astini, R.A. 2003. The Ordovician proto-Andean basins. En: J.L. Benedetto (ed.), *Ordovician fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, pp. 1-74.
- Astini, R.A. 2008. Sedimentación, facies, discordancias y evolución paleoambiental durante el Cámbrico-Ordovícico. En: B. Coira y E.O. Zappettini (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy*. Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino, pp. 50-73.
- Benedetto, J.L. 2003. *Ordovician fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, 665 pp.
- Benedetto, J.L. 2007. New Upper Cambrian-Tremadoc rhynchonelliformean brachiopods from northwestern Argentina: evolutionary trends and early diversification of plectorthoideans in the Andean Gondwana. *Journal of Paleontology*, 81: 261-285.
- Bottjer, D.J. y Savrda, C.E. 1993. Oxygen-related mudrock biofacies. *Sedimentology Review*, 1: 92-102.
- Brenchley, P. 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9: 369-396.
- Brenchley, P. 1989. Storm sedimentation. *Geology Today*: 133-137.
- Brenchley, P., Romano, M. y Gutiérrez Marco, J. 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. En: R. Knight y J. McLean (eds.) *Shelf Sands and Sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 2: 241-255.
- Brenchley, P.J., Pickerill, R.K. y Stromberg, S.G. 1993. The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), Eastern Newfoundland. *Sedimentology*, 40: 359-382.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2003. Sedimentary facies, depositional evolution of the Upper Cambrian-Lower Ordovician Santa Rosita Formation in Northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 343-363.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G. y Moya, M.C. 2000. Incisión de valles estuarinos en el Cámbrico Tardío del noroeste argentino y la problemática del límite entre los Grupos Mesón y Santa Victoria. *II Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, Resúmenes: 55.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G. y Aceñolaza, F.G. 2002. *Trazas fósiles: señales de comportamiento en el registro estratigráfico*. Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Edición Especial MEF, 2: 382 pp.
- Buatois, L.A., Zeballos, F.J., Albanesi, G.L., Ortega, G., Vaccari, N.E. y Mángano, M.G. 2006. Depositional environments and stratigraphy of the upper Cambrian-lower Ordovician Santa Rosita Formation at the Alfarcito area, Cordillera Oriental, Argentina: integration of biostratigraphic data within a sequence stratigraphic framework. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 13(1): 1-29.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, 18: 303-332.
- Collison, J.D. y Thompson, D.B. 1989. *Sedimentary structures*. Unwin Hyman, London, 207 pp.
- Dott, R. y Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequence. *Geological Society of American Bulletin*, 93: 663-680.
- Duke, W.L. 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, 32: 167-194.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C. y Cheel, R.J. 1990. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19: 625-628.
- Fernández, R., Guerrero, C. y Manca, N. 1982. El límite Cámbrico-Ordovícico en el tramo medio y superior de la Quebrada de Humahuaca, Provincia de Jujuy, Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología*, Actas, 1: 2-28.
- Figuería Caprini, M. 1955. [Contribución al conocimiento geológico y petrográfico de la zona comprendida entre San Pedro de Iruya y el cerro Minero, prov. de Salta. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 75 pp. Inédito.]
- Fürsich, F. T. y Oschmann, W. 1993. Shell beds as tool in basin analysis: The Jurassic of Kachchh, western India. *Journal of the Geology Society London*, 150: 169-185.
- Giuliano, M.E., Albanesi, G.L., Ortega, G., Zeballos, F. y Monaldi, C.R. 2013. Conodonts and graptolites of the Santa Rosita Formation (Tremadocian) at the Nazareno área, Santa Victoria Range, Cordillera Oriental of Salta, Argentina. *Conodonts from the Andes*, Publicación Especial, 13: 39-44.
- Hamblin, A.P. y Walker, R.G. 1979. Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Canadian Journal Earth Sciences*, 16: 1673-1690.
- Harms, J.C., Southards, J.B., Spearing, D.R. y Walker, R.G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course*, 2: 161 pp.
- Harrington, H.J. 1938. Sobre las faunas del Ordoviciano inferior del noroeste argentino. *Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie (Sección Paleontología)*, 1: 109-289.

- Harrington, H.J. y Leanza, A.F. 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. Department of Geology, University of Kansas Special Publication, 1: 1-276.
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T. y Aiger, T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 1: 228-238.
- Lazo, D.G., 2006. Análisis tafonómico e inferencia del grado de mezcla temporal y espacial de la macrofauna del Miembro Pilmatúe de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de Cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 43 (2): 311-326.
- Manca, N., Heredia, S., Hunicken, M. y Rubinstein, C. 1995. Macrofauna, conodontes y acritarcos de la Formación Santa Rosita (tremadociano), Nazareno, provincia de Salta, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, 60: 267-276.
- Moya, M.C. 1988. Lower Ordovician in the Southern part of the Argentine Eastern Cordillera. En: H. Bahlburg, Ch. Ereitkreuz y P. Giese (eds.), *The southern Central Andes*. Lecture Notes in Earth Sciences (Springer-Verlag, Heidelberg), 17: 55-69.
- Moya, M.C. 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 219-238.
- Moya, M.C. 1999. El Ordovícico en los Andes del Norte Argentino. En: G. González Bonorino, R. Omarini y J. Viramonte (eds.), *Geología del Noroeste Argentino*. XIV Congreso Geológico Argentino (Salta), Relatorio, 1: 134-152.
- Moya, M.C. 2008. El paleozoico inferior en el noroeste argentino. Evidencias, incógnitas, propuestas para la discusión. En: B. Coira y E.O. Zappettini (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy*. XVII Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Relatorio, pp. 74-84.
- Moya, M.C., Malanca, S. y Monteros, J.A. 2003. The Cambrian-Tremadocian units of the Santa Victoria Group (northwestern Argentina): a new correlation scheme. *Serie Correlación Geológica*, 17: 105-111.
- Myrow, P.M. y Souchard, J.B. 1991. Combined flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 202-210.
- Piethé, R. y Palma, R., 2008. Sedimentología, ciclostratigrafía y análisis secuencial de la Formación La Manga (Oxfordiano), Bardas Blancas, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 682-695.
- Ruiz Huidobro, O.J. 1975. El Paleozoico inferior del centro y sur de Salta y su correlación con el Grupo Mesón. *I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Actas, 1: 91-107.
- Tortello, M.F. y Esteban, S.B. 2014. Early Ordovician trilobites from the Nazareno area, Northwestern Argentina. *Journal of Paleontology*, 88(5): 925-947.
- Tortello, M.F., Esteban, S.B., Aceñolaza, G.F., Araújo, L., Powell, J., Carrizo, H. y Azcuy, C. 2008. Paleontología y bioestratigrafía de la provincia de Jujuy. En: B. Coira y E. Zappettini (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy*. XVII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 589-605.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 41: 163-196.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 2c, Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy). *Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería*, 104: 93 pp.
- Turner, J.C.M. y Méndez, V. 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, 51: 11-24.
- Vergel, M. del M., Esteban, S., Tortello, M.F. y Araújo, L. 2013. Estudios paleontológicos-palinológicos en el Ordovícico inferior del área de Nazareno, Iruya, provincia de Salta, Argentina. *XIV Simposio Brasileiro de Paleobotânica e Palinología*, Abstract.
- Vilela, C.R., 1960. Algunos rasgos particulares de la geología de Iruya. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15 (3-4): 119-144.
- Walker, R.G. 1983. Cardium Formation 1. "Cardium, a turbidity current deposit" (Beach, 1955): a brief history of ideas. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 31: 205-212.
- Walker, R.G. 1985. Cardium Formation at Ricinus Field, southern Alberta: a channel cut and filled by turbidity currents in the Cretaceous Western Interior seaway. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 69: 1963-1981.
- Walker, R.G.; Duke, W.L. y Leckie, D.A. 1983. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: Discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1245-1251.

Recibido: 09 de Diciembre del 2014

Aceptado: 05 de Marzo del 2015